

# Kapitel 4

## Das EZMW-Modell

### 4.1 Beschreibung des EZMW- Prognose- Systems im Januar 2001

EZMW(Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wetterprognose) produziert globale Routineanalysen für vier synoptische Hauptstunden 00, 06, 12 und 18 UTC und globale ZEHNtägige Prognosen, die auf 12 UTC Daten basieren.

- Modell T<sub>L</sub>511L60

Das allgemeine EZMW-Zirkulationsmodell TL511L60, in der Version des Modells von 2001, hat eine horizontale Auflösung von T511 und 60 Niveaus in Vertikal( zwischen der Erde-Oberfläche und 70 km). Der durchschnittliche Abstand zwischen Gitterpunkten beträgt 39km (horizontale Auflösung 0.351°). Das EZMW- Netz enthält 20,911,680 Gitterpunkte in den höheren Schichten und 1,394,112 Gitterpunkte in den an und unter der Oberfläche liegenden Schichten.

Die zur Verfügung stehenden Variablen an jedem Gitterpunkt sind horizontale Windkomponenten, Temperatur, Feuchte, Wolkenwassergehalt, Bodendruck und Ozon. Die eingefügten Parametern sind Orographi, Stratiformiger und konvektiver Niederschlag, Kohlendioxyd, Aerosol, Solarwinkel, Boden und Meer-Oberfläche Temperatur, Bodenfeuchte, Schneeschmelze, Strahlung, Reibung (an der Oberfläche und in der freien Atmosphäre), Verdunstung und fühlbare und latente Wärme.

Das allgemeine EZMW-Zirkulationsmodell TL511L60 besteht aus einer dynamischen Komponente, einer physikalischen Komponente und einer gekoppelten Ozeanwellenkomponente. Die Formulierung des Modells kann durch sechs grundlegende physikalische Gleichungen, die Auflösung in Zeit und Raum und die Art der durchgeführten numerischen Berechnung zusammengefasst werden.

## 4.2 Die Modellgleichungen

Von den sechs Gleichungen, welche die ursprüngliche Gleichung des atmosphärischen EZMW-Modells regeln, sind zwei diagnostisch und erklären den statischen Zusammenhang zwischen den unterschiedlichen Parametern.

- Die ZUSTANDSGLEICHUNG [für Gase](#) ergibt den Zusammenhang zwischen Druck, Dichte und Temperatur
- Die HYDROSTATISCHE GLEICHUNG zeigt den Zusammenhang zwischen der Dichte der Luft und der Änderung des Drucks mit Höhe.

Die anderen vier Gleichungen sind prognostisch und beschreiben die zeitlichen Änderungen der horizontalen Windkomponenten, der Temperatur und des Wasserdampfgehalts der Luft über der Bodenoberfläche.

- [Die](#) KONTINUITÄTSGLEICHUNG zeigt die Massenerhaltung und bestimmt die vertikale Geschwindigkeit und die zeitliche Änderung im Oberflächendruck.
- Die BEWEGUNGSGLEICHUNG beschreibt, wie sich der Impuls des Luftpaketes aufgrund des Druckgradienten und der Coriolis -Kraft mit der Zeit ändert. Sie enthält auch die Effekte des turbulenten Gegenkraft- und Schwerkraftwelle Brechens.
- Die THERMODYNAMISCHE GLEICHUNG beschreibt wie eine Änderung in einer Luftpakettemperatur durch adiabatischen Abkühlung oder Erwärmung, aufgrund von vertikaler Verschiebung, verursacht wird. Auch andere physikalische Prozesse wie Kondensation, Verdunstung, turbulenter Transport und Strahlungseffekte sind in der Gleichung enthalten.
- Die ERHALTUNGSGLEICHUNG FÜR FEUCHTIGKEIT besagt, dass der Feuchtigkeitsgehalt eines Luftpaketes, abgesehen von den Verlusten durch Niederschlag und Kondensation und den Gewinnen durch Verdampfung von Wolken und Regen oder von den Ozeanen und Kontinenten, konstant ist. Außerdem ist sie eine spezifische prognostische Gleichung für die Wolkenanteil, Wassergehalt (flüssig, fest) und Ozon.

### 4.3 Zeitliche und räumliche Auflösung

Das hier benutzte System verwendet eine zeitliche Auflösung von 15 Minuten. Der Berechnungszeitschritt muss vorsichtig ausgewählt werden, um numerische Instabilitäten zu vermeiden und genügend Genauigkeit sicherzustellen. Die vertikale Auflösung (gemessen in der geometrischen Höhe) ist in der planetarischen Grenzschicht sowie in der Stratosphäre am höchsten und in der unteren Mesosphäre am niedrigsten.

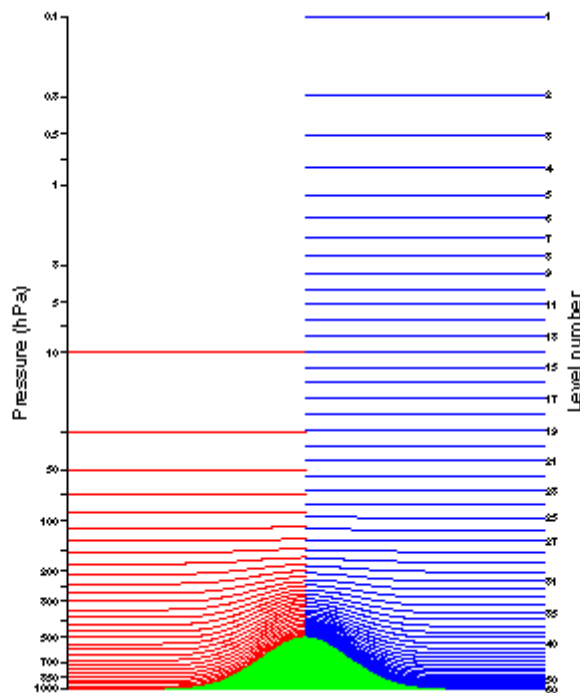


Abbildung 4.1 Die vertikale Auflösung des EZMW- Modells vor 1999 ( 31Niveau bis zum 10 hPa ,links) und nach 1999 (60 Niveaus bis zum 0.1 hPa, rechts)

Seit 1999 wird die Atmosphäre in 60 Flächen bis zu 0.1 hPa unterteilt (sie reicht bis in ungefähr 64 Kilometer Höhe). Diese so genannten  $\delta$ - Levels, die als vertikale Koordinaten verwendet werden, sind Flächen konstanten Drucks in der oberen Stratosphäre, Mesosphäre und auch in der Troposphäre. Ein glatter Übergang zwischen den verschiedenen Niveaus wird so sichergestellt (Untch et al., 1999)

#### 4.4 Physikalische Verfahren in einem deterministischen Modell

Diese Prozesse beziehen sich vor allem auf die kleinräumigen Störungen im Raum und in der Zeit, von konvektiven Wolken bis zu molekularen Prozessen, deren Skala kleiner als die Skala ist, die mit Hilfe des EZMW-Modells aufgelöst werden kann. Die Auswirkungen, die diese Subgitterskala-Prozesse auf die größeren Skalen haben, können nur durch Parametrisierung berechnet werden und ihr gesamter Effekt wird mittels bekannter gitterskaliger Variablen indirekt formuliert.

Aufgrund ihrer Auswirkungen auf die gesamte atmosphärische Strömung ist die Prognose der Wetterparameter im ECMWF-Modell von großer Wichtigkeit. Eine zehntägige Integration macht es absolut notwendig, Effekte mit relativ langer Zeitskala einzuschließen, um das Strömungsmuster genauer erfassen zu können. Die unterschiedlichen Zeitskalen und das Feedback zwischen den verschiedenen Prozessen macht die Berechnung extrem kompliziert und aufwendig.

#### 4.5 Die Modell-Orographie

Die Darstellung der Orographie benutzt die mittlere Orographie und vier zusätzliche Felder, welche die Standardabweichung, die Orientierung, die Anisotropie und die Steigung beschreiben. Die Modell-Orographie ist deutlich glatter als die Realität.

Die Parametrisierung erlaubt jedoch eine realistische Darstellung des Gebirgswiderstands, der für die Erzeugung der großräumigen atmosphärischen Wirbel wichtig ist. Ein wichtiger Bestandteil des Modells ist, dass abhängig von dynamischen Kriterien, die Strömung des niedrigen Niveaus blockiert werden kann, anstatt dass die Luft über die Gebirge hinwegströmt.

#### 4.6 Die planetarische Grenzschicht

Die Behandlung der planetarischen Grenzschicht (engl.:PBL), spielt eine grundlegende Rolle für das vollständige Atmosphäre-Erde-System. Durch den Oberflächenaustausch des Impulses, der Wärme und der Feuchtigkeit ‚fühlt‘ die Atmosphäre, ob sie sich über eine raue Landoberfläche oder ein nasses, relativ glattes Meer bewegt (Beljaars und Viterbo, 1993).

Die untersten 13 Niveaus befinden sich ungefähr 10, 30, 60, 100, 160, 240, 340, 460, 600, 760, 950, 1170 und 1400 m über der Modelloberfläche. Sogar mit dieser ziemlich hohen Auflösung können die vertikalen Gradienten der Temperatur, Feuchte, des Winds und etc. im PBL nicht sehr genau beschrieben werden, geschweige denn die turbulenten Transporte des Impulses, der Wärme und der Feuchtigkeit. Für die Schätzung dieser Parameter verwendet das Modell die Variablen der größeren Skala wie Wind, Temperatur und spezifische Feuchtigkeit, unter der Voraussetzung, dass diese vertikalen Transporte zu den vertikalen Gradienten proportional sind. An der Bodenoberfläche werden die turbulenten Transporte des Impulses, der Hitze und der Feuchtigkeit als Funktion der Luft- Boden Unterschiede und der Erd-Oberflächeneigenschaften berechnet. Überlandbereiche, Schneehöhe, Bodentemperatur und Feuchtigkeit sind die prognostizierbaren Variablen, die mit Hilfe eines Modells der Erde

mit vier Schichten mit jeweiligen Tiefen von 7, 21, 72 und 189 Zentimeter berechnet werden. Die Meeresoberflächentemperatur (engl.:SST) basiert auf Analysen, die täglich von NCEP, Washington empfangen werden und auf Schiff-, Bojen- und Satellitenbeobachtungen basieren. Im kleinen Seegebieten wie der Ostsee, in denen schnelle Änderungen in SST während der kalten Jahreszeit stattfinden können, kann die reale SST manchmal um bis zu 5° von der Analyse abweichen. Die Lage der Meer-Eis-Kante basiert auf Satellitenbeobachtungen. Die Temperatur an der Oberfläche des Eises ist variabel, entsprechend einem einfachen Schema des Budgets des Energie-Wärme-Gleichgewichts. Die SST auf dem eisfreien Wasser und die Verteilung der Punkte, die auf dem Meer liegen oder mit Eis bedeckt sind während der Prognose konstant gehalten; Gefrieren des Wassers oder Schmelzen des Eises ist nicht erlaubt.

Für die Albedo wird als Hintergrund ein monatliches Klimafeld über dem Land verwendet. Über Meer-Eis wird die Albedo bis 0.7 und 0.5 für die zwei spektralen Bänder eingestellt. Freies Wasser hat eine Albedo von 0.06 für die diffuse Strahlung und eine Funktionsabhängigkeit der Solarstrahlung für direkte Strahlung. Über Land hängt die Albedo-Prognose von der Hintergrundalbedo und von der Schneehöhe ab. Sie hat ein Minimum von 0.07 und kann bis 0.80 für freiliegenden Schnee und 0.20 für Schnee im Wald schwanken. Die thermischen Eigenschaften des bodendeckenden Schnees, hängen nur von der Schneemasse pro Bereichseinheit ab. Die Schneehöhe entwickelt sich durch die kombinierten Effekte der Schneefälle, der Verdunstung und des Schmelzens (Beljaars und Viterbo, 1996). Während der Schnee altert, nehmen die Albedo ab und die Dichte zu.

Bei der Bodenfeuchtigkeit wird in Erdoberfläche und Erdreservoir unterscheiden. Das Oberflächenreservoir, das hauptsächlich aus Feuchtigkeit auf der Vegetation besteht, bildet sich bei der Tätigkeit seiner eigenen Verdampfung und durch seine Fähigkeit, Tau zu sammeln und Niederschlag abzufangen. Das Erdreservoir nimmt den Niederschlag und das Schmelzwasser auf, außerdem wird es durch die vertikale Übertragung des Wassers bei Drainage, durch Verdunstung vom bloßen Boden und Wurzelaufnahme des Wassers durch die Vegetation aufgebaut. Das Vegetationsverhältnis wird in niedrige und hohe Vegetationsdichte unterteilt, wobei die entsprechenden dominierenden Arten der Vegetation in jedem Gitterpunkt spezifiziert und vom Modell dazu benutzt werden, die Menge der Verdampfung zu schätzen.

Der orographische Widerstand repräsentiert den Impulstransport wegen der Subgrid-Schwerkraftwellen und den blockierenden Effekt der Orographie unter relativ stabilen Bedingungen. Wenn eine stabile stratiformige Luftströmung eine Gebirgskante kreuzt, werden Schwerewellen in der Strömung erzeugt. Abhängig von der statischen Stabilität und vertikalen Windscherung können sich diese Schwerewellen vertikal ausbreiten, bis sie eine genügen große Amplitude haben, um zu brechen. Das Schema hat folgende Auswirkung auf die großräumige Strömung; es macht sie etwas weniger zonal und fördert die Bildung der blockierenden Hochs und abgeschnittenen Tiefs.

## 4.7 Strahlung

Angesichts der Bedeutung der Wolken-Strahlungs-Wechselwirkung in den lang- und kurzfristigen Prozessen, hat das EZMW großen Nachdruck in der Behandlung der Absorption und der Streuung der Solar- und terrestrischen Strahlung durch Wolken gelegt. Ungefähr 15 Prozent der gesamten Berechnungszeit wird dem Strahlungskonzept gewidmet.

Das Strahlungs-Spektrum wird in acht Frequenzbänder eingeteilt: zwei im Kurzwellenspektrum (direkt von der Sonne) und 15 im Langwellenspektrum (vom Boden und innerhalb der Atmosphäre). Die sich aufwärts und abwärts ausbreitende Strahlung wird für jedes der 16 spektralen Bänder berechnet. Die Parameter, welche die Emission und die Absorption beeinflussen, sind Druck, Temperatur, Feuchtigkeit, Wolkenbedeckung, Wolkenwassergehalt und Kohlendioxyd, Ozon, Methan, Stickstoff-Monoxid, CFC-11 und CFC-12. Feste Parameter sind die Solarkonstante, die Konzentration von CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> und anderer Gase, die Verteilung und optische Eigenschaften von Aerosolen und der Grundalbedo, welche sich entsprechend der Schneebedeckung verändert.

Der Strahlungsprozess wurde entworfen, um die Wolken-Strahlungs-Wechselwirkung größerem Maße zu berücksichtigen. Er erlaubt eine teilweise Wolkenabdeckung in jeder beliebigen Schicht des Modells. Für bewölkte Gitterpunkte wird die Berechnung unter freien und bewölkten Bedingungen durchgeführt und die Gesamtmenge entsprechend der Wolkenprognose gebildet. Es ist vorgesehen, die Strahlungseffekte der verschiedenen Arten von Aerosole (ozeanisch, kontinental, Wüste, städtisch, und stratosphärischer Hintergrund) zu berücksichtigen. Das Kohlendioxyd hat ein konstantes Mischungsverhältnis über der gesamten Erde, welche einer Volumenkonzentration von 353 ppmv entspricht.

## 4.8 Wolken

Der Hauptzweck des Wolkenmodells ist es, die Grundlagen zur Strahlungsberechnung zur Verfügung zu stellen und den Niederschlag berechnen zu können. Wolken werden durch großräumigen Aufstieg, Kumuluskonvektion, Grenzschichtturbulenz und die Strahlungsabkühlung erzeugt. Sie werden durch die Verdampfung wegen der großräumigen Absinkung, die Kumulusverursachte Senkung, der Strahlungserwärmung und die Turbulenz an den beiden Wolken spitzen und -seiten, sowie durch Niederschlagprozesse aufgelöst.

Das Wolkenmodell ist einzigartig bezüglich der Prognose des Wolkenanteils und des Wolken- Wasser/Eisgehaltes mit ihren eigenen prognostischen Gleichungen. Im Modell sind die Wolkenprozesse anderen parametrisierten Prozessen eng verbunden. Konvektive Wolken werden parallel zu dem Konvektivmodell berechnet, so dass fünf Zielsetzungen erfüllt werden:

- Berechnung der Wolkenmenge und Wolken- Wasser/ Eisinhalt
- Berechnung des konvektiven Niederschlags
- Berechnung des vertikalen Transports der Feuchtigkeit
- Berechnung der vertikalen Impulsflüsse
- Berechnung der Temperatur- Änderung in der Atmosphäre wegen der Freisetzung der latenten Wärme oder der Abkühlung in Zusammenhang mit Verdunstung.

Die vertikalen Flüsse der Masse, der Wärme, des Wasserdampfs und des Impulses des Subgitters werden auf jedem Modell- Niveau mit Hilfe von Interaktion eines einfachen Massenflussmodells auf seine Umgebung berechnet. Der Modell-Entwurf wird bei der hochreichenden, flachen und mittleren Konvektion angewendet. Sie sind gegenseitig exklusiv, nur wenn das Wolkenmodell die Wolke von einer Art nicht bilden kann, versucht es die nächste.

Hochreichende Konvektion tritt überwiegend in turbulenten Situationen mit einer dicken Schicht bedingter Instabilität und großräumiger Feuchtigkeitskonvergenz auf. Der einbezogene Massenfluss ist proportional zum aufsteigenden Massenfluss.

Flache Konvektion tritt überwiegend in unbeeinträchtigtem Fluss, in der Abwesenheit einer konvergenten großräumigen Strömung auf. Die Feuchtigkeitsversorgung kommt von der Oberflächenverdunstung, die normalerweise nicht den Niederschlag verursacht.

Die mittlere Konvektion beschreibt konvektive Zellen, die auf Niveau-Flächen oberhalb der Grenzschicht entstehen, wie *Alto cumulus castellanus floccus*.

Stratocumulus-Wolken werden mit dem Fluss der Feuchtigkeit in der Grenzschicht verbunden, der durch das vertikale Diffusion- Modell erzeugt wird. Schichtförmige Wolken werden durch die Maßzahl festgestellt, auf die spezifische Feuchte bei Sättigung wegen der aufwärts vertikalen Bewegung und Strahlungsabkühlung abnimmt.

## 4.9 Der hydrologische Kreislauf

Niederschlagprozesse gründen sich nicht nur auf den lokalen Wasser / Eis Gehalt, sondern auch auf unterschiedliche Prozesse, welche die Ergiebigkeit des Niederschlags erhöhen. Der Effekt der Verdunstung des fallenden Niederschlags ist auch eingeschlossen. Zwei Einheiten, die zum Niederschlag führen sind im EZMW Modell für konvektiven und für schichtförmigen Niederschlag eingeschlossen:

**Konvektiver Niederschlag:** das Kondensat bildete sich im Aufwind der Konvektionsparametrisierung; ist Wasser über 0°C, Eis unter -23°C und einer Mischung von Beidem. Wenn die Menge des gebildeten Kondensats den Wert übersteigt, der durch die Aufwärtsgeschwindigkeit getragen werden kann, wird Niederschlag in Form von Schnee oder Wasser fallen.

**Schichtförmiger Niederschlag:** Wolken- Wasser und Eis vom Wolkenmodell werden in Niederschlag, der von dem Wasser /Eisinhalt abhängig ist umgewandelt. Prozesse, die den Niederschlag erhöhen, wie Sammlung des Wolkenwassers durch den fallenden Niederschlag und den Bergeron-Prozess werden auch in Betracht gezogen.

**Verdunstung:** es wird angenommen, dass fallender Niederschlag in nicht gesättigten Schichten ganz oder teilweise verdunstet, bevor er den Boden erreicht. Dies kann den Oberflächenniederschlag wesentlich verringern.

**Schmelzen:** das Schmelzen des fallenden Schnees tritt in einer Schicht einige Hunderte Meter unterhalb der Nullgrad-Grenze auf. Es wird angenommen, dass Schnee in jeder Schicht schmelzen kann, wenn die Feucht-Temperatur  $0^{\circ}\text{C}$  übersteigt. Das Schmelzen wird begrenzt nicht nur durch die Schneemenge, sondern auch dadurch dass man der verursachte Abkühlung der Schicht so hält, dass die Temperatur der Schicht, nachdem Schmelzen, nicht unter  $0^{\circ}\text{C}$  ist.